

Das Helvetikum-Profil im Steinbruch „An der Schanz“ bei Burgberg/Allgäu Lithologie, Stratigraphie und Makrofauna

Von

KONRAD F. WEIDICH, KLAUS SCHWERD & HARALD IMMEL*)

Mit 3 Abbildungen, 2 Tafeln und 1 Tabelle

KURZFASSUNG

Das Helvetikum-Profil im Steinbruch „An der Schanz“ bei Burgberg/Allgäu wird seit ARN. HEIM (1919) erstmals wieder bearbeitet.

Der mikrofaziellen Beschreibung aller lithologischen Einheiten vom Brisisandstein bis zu den Amdener Schichten folgt deren stratigraphische Einstufung durch lithologischen Vergleich mit der Schweiz und Vorarlberg, mit Ammoniten im

tieferen und planktonischen Foraminiferen im höheren Teil des Profils. Für die Knollen- bis Amdener Schichten konnten sieben planktonische Foraminiferenzonen aufgestellt werden. Danach reicht der Seewerkalk einschließlich der Überturriliten-Schicht vom obersten Cenoman bis in das Santon.

Drei Inoceramen- und acht Cephalopoden-Arten werden beschrieben.

ABSTRACT

For the first time since ARN. HEIM (1919) the Helveticum section in the quarry “An der Schanz” near Burgberg/Allgäu is described.

After the description of the microfacies of all units between Brisisandstone and Amden formation their stratigraphic range is determined by comparison with Switzerland and Vorarlberg, by ammonites in the lower and planktonic foraminifera in the upper part of the section. Seven planktonic fo-

raminiferous zones are distinguished in the middle and upper part of the section from Knollen beds to Amden formation. Therefore the Seewen limestone including the Überturriliten bed has a stratigraphic range from the uppermost Cenomanian to the Santonian.

Three species of inoceramids and eight species of cephalopods are described.

INHALT

1. Geologischer Teil	556
1.1 Überblick	556
1.2 Schichtenfolge	556
2. Stratigraphischer Teil	559
2.1 Stratigraphie der tieferen Schichten (Brisisandstein – Lochwald-Schicht)	559
2.2 Feinstratigraphie der höheren Schichten (Knollen-Schichten – Amdener Schichten)	561
3. Systematischer Teil	563
3.1 Inoceramen	563
3.2 Cephalopoden	564
Literaturverzeichnis	567

*) K. F. WEIDICH, H. IMMEL, Institut für Paläontologie und historische Geologie der Universität, Richard-Wagner-Straße 10,

D-8000 München 2; K. SCHWERD, Bayerisches Geologisches Landesamt, Prinzregentenstraße 28, D-8000 München 22.

1. GEOLOGISCHER TEIL

1.1 ÜBERBLICK

Der Steinbruch „An der Schanz“ ist am Westende des Weinberges, einem Ausläufer des 1738 m hohen Grüntens, in einem nordvergente Sattel und einer im Norden tektonisch anschließenden Schuppenzone des Helvetikums angelegt (Abb. 1 und 2). In der Südflanke des nach ENE streichenden

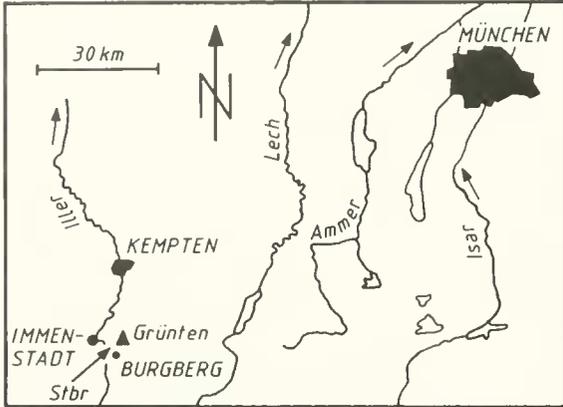


Abb. 1. Lage des Steinbruches „An der Schanz“ bei Burgberg/Allgäu (TK 25 Blatt 8427 Immenstadt: R 3596600, H 5268140).

Sattels tritt eine Schichtenfolge vom Brisisandstein (oberes Apt) bis in den unteren Teil der Amdener Schichten (Santon) auf (Abb. 3). Die steil überkippte Nordflanke führt dagegen durch tektonische Abscherung nur mehr Brisisandstein und Grünsandsteine des Alb. In der darauf folgenden, ebenfalls nach N überkippten Schuppenzone sind am Nordrand des Steinbruches, tektonisch aneinandergrenzend, derzeit Brisisandstein, Grünsandstein-Fetzen, Seewerkalk und Seewerschiefer aufgeschlossen.

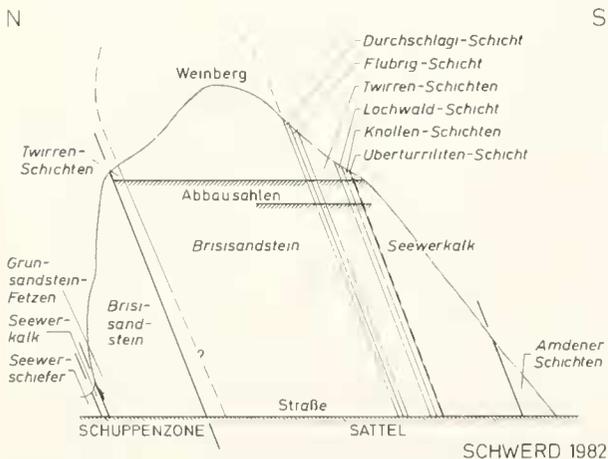


Abb. 2. Schichtenfolge und tektonischer Bau im Steinbruch „An der Schanz“ (schematisch, nicht maßstäblich).

Bereits seit GUMBEL (1856) ist ein Teil der Schichtenfolge des Steinbruches „An der Schanz“ bekannt. ARN. HEIM (1919) beschrieb sie erstmals ausführlicher. In neuerer Zeit befaßten sich damit HAÜSSLER (1972), KOHLER & HAÜSSLER (1978) sowie im Rahmen der geologischen Landesaufnahme

SCHWERD et al. (1983). HAGN, HÖFLING & MARTINI (in HAGN 1981) beschrieben vor allem die Amdener Schichten am Südrand des Steinbruches.

HAÜSSLER (1972) gab für den Steinbruch „An der Schanz“ auch Gamser Schichten an, die den Kern eines Sattels bilden sollen. Nach unserer Deutung der tektonischen Situation (Abb. 2) stellen diese Grünsandsteine – in der Fazies der Twirren-Schichten – die tektonisch stark reduzierte Nordflanke des Sattels dar, was durch neue Ammonitenfunde (*Leymeriella* sp., Unteralb; leg. et det. G. GEBHARD, mdl. Mitt.) bestätigt wurde. Der Brisisandstein, der sich im Norden an diese Twirren-Schichten (= HAÜSSLERS Gamser Schichten) anschließt, gehört zur Schuppenzone und nicht zum Sattel.

Gleichwohl sind in der Gesteinsfolge, die den Weinberg weiter im E aufbauen, Gamser Schichten vertreten. Über mächtigem Schrattenkalk folgen Gamser Schichten, Brisisandstein sowie mächtig und differenziert ausgebildetes Alb und Cenoman. Dies zeigt fazielle Züge des Mittelhelvetikums (HÖPFNER 1962). Das Auftreten von Gamser Schichten weist dabei wohl auf den südlichsten Teil des Mittelhelvetikums hin.

1.2 SCHICHTENFOLGE

1.2.1 Brisisandstein

Der im Steinbruch „An der Schanz“ rund 30 m mächtige, durch sein Auftreten als gestörter Kern eines Sattels jedoch in verdoppelter Mächtigkeit anstehende Brisisandstein stellt im älteren Teil einen massigen, kaum geschichteten, fein- bis mittelkörnigen Quarzsandstein dar. Das harte, in frischem Zustand meist hellgrünlich-graue, zuckerig bis fettig glänzende Gestein zerfällt durch intensivste Klüftung kleinstückig. Es verwittert etwas porös mit unregelmäßig rotbraunen, graubraunen und seltener auch hellgrauen Farben. Hauptkomponente (> 80%) bildet teils eckiger, teils unterschiedlich gerundeter Quarzdetritus, der durch Korn-zu-Korn-Bindung, aber auch tonig-karbonatisches Bindemittel zusammengefügt ist (Taf. 1 Fig. 1). Daneben tritt etwas Chlorit auf, während Glaukonit weitgehend zu fehlen scheint. Auf einzelnen Schichtflächen waren Rippelmarken zu beobachten.

Im jüngeren Teil des Brisisandsteines steigt der Durchmesser einzelner Quarzkörner bis auf mehrere Millimeter an. Bei Rückgang des Quarzanteiles treten nun zunehmend Glaukonit, Kalzit und feinverteilter Pyrit auf.

In den obersten 4–6 m ist der Glaukonit oft schlierig angereichert. Hier finden sich zudem gehäufte Wohn- und Freßbauten einer den Meeresboden bewohnenden Fauna und vereinzelt Phosphoritknöllchen.

1.2.2 Durchschlägi-Schicht

Die im Steinbruch rund 1 m mächtige Durchschlägi-Schicht entwickelt sich aus dem Brisisandstein rasch durch Zunahme des tonig-karbonatischen Bindemittels und Glau-

konites sowie Aufnahme von Phosphorit. Während sie an der Südflanke des Sattels im Steinbruch vom Hangenden bereichsweise gut abtrennbar ist, scheint sie auf der Nordflanke in Fazies der Twirren-Schichten vorzuliegen.

Die Durchschlägi-Schicht stellt an der Südflanke des Sattels einen dunkelgrünlichgrauen, zum Teil grobkörnigen, schwach kalkigen Quarzsandstein dar. Sie führt reichlich Glaukonit (bis rund 15%) und kleine dunkelbraune bis schwarze Phosphoritknollen und -bröckchen. Hauptkomponente (>75%) ist nur schlecht sortierter, eckig bis gut gerundeter Quarzdetritus in vorwiegend tonig-siltigem Bindemittel mit wechselndem Kalkanteil (Taf. 1 Fig. 2). Vereinzelt finden sich Glimmerschüppchen sowie Gesteinsbruchstücke (vor allem Quarzite). Die Phosphoritklumpen schließen häufig Quarz und Glaukonit ein. Grobsandige bis feinkiesige Quarzkörner bedingen oft rauhe Verwitterungsoberflächen. Partienweise ist das bioturbate Gestein von bis mehrere Dezimeter langen Wohn- und Freßbauten („graphitgraue Fährten“, ARN. HEIM 1919) durchsetzt.

1.2.3 Flubrig-Schicht

Die Flubrig-Schicht ist nach ARN. HEIM (1919) am Grünten im Vergleich zur Ostschweiz, wie auch die Durchschlägi-Schicht, völlig versandet. An der Sattelsüdflanke im Steinbruch ist sie, etwa 1,5 m mächtig, bereichsweise lithologisch noch einigermaßen von der darunterlagernden Durchschlägi-Schicht und den darüberfolgenden Twirren-Schichten unterscheidbar. An der Nordflanke dagegen tritt sie allem Anschein nach in Fazies der Twirren-Schichten auf.

Die Flubrig-Schicht ist ein gegenüber der Durchschlägi-Schicht etwas kalk- und fossilreicherer, dafür aber weniger Glaukonit und Phosphorit führender Quarzsandstein mit dunkelgrünlichgrauer bis schwarzer Farbe. Hauptkomponente bildet auch hier wieder meist nur schlecht sortierter, eckig bis gut gerundeter Quarzdetritus mit einzelnen grobsandigen bis feinkiesigen Körnern (Taf. 1 Fig. 3). Das Bindemittel ist tonig-karbonatisch. Korn-zu-Korn-Bindungen zwischen Quarzkomponenten sind seltener.

1.2.4 Twirren-Schichten

Auf der Sattelsüdflanke treten die Twirren-Schichten im Steinbruch vollständig und mit rund 7 m Mächtigkeit auf. Die von HAUSSLER (1972) den Gamser-Schichten zugerechneten, aus in Abschnitt 1.1 erwähntem Grund neuerdings jedoch in das Alb der Sattelnordflanke zu stellenden Grünsandsteine werden in vorliegender Arbeit als tieferer Teil der Twirren-Schichten gedeutet. Gelände- und Dünnschliffuntersuchungen (Taf. 1 Fig. 4–5) lassen diese Einstufung als hinreichend gerechtfertigt erscheinen. Der basale Teil der Twirren-Schichten dürfte an der Sattelnordflanke altersmäßig und faziell zudem die Durchschlägi- und Flubrig-Schicht vertreten.

An der Südflanke des Sattels gehen die Twirren-Schichten vor allem durch Zunahme des Kalk-, Glaukonit- und Phosphoritgehaltes aus der Flubrig-Schicht hervor. Auf der Sattelnordflanke entwickelt sich ihre Fazies dagegen direkt aus dem Brisisandstein.

Hauptkomponente der dunkelmoosgrünen bis dunkelgrauen Twirren-Schichten stellt wiederum meist nur mäßig sortierter, eckiger bis gut gerundeter Quarzdetritus dar (Taf. 1 Fig. 4–6). Das Bindemittel des fein- bis grobkörnigen Gesteines ist tonig-karbonatisch und gegenüber der Durchschlägi- und Flubrig-Schicht wesentlich kalkreicher. Korn-zu-Korn-Bindung zwischen Quarzkörnern tritt nur untergeordnet auf. Die Twirren-Schichten zeigen einen hohen Glaukonitgehalt und führen neben Pyrit und Gesteinsbröckchen oft lagenweise angereichert Phosphorit. Letzterer bildet kleine, dunkelbraune bis schwarze Knollen und Schlieren, die ihrerseits detritischen Quarz und Glaukonit (Taf. 1 Fig. 4 u. 6) sowie vereinzelt kleine Foraminiferen (Hedbergellen) einschließen. Wechselnde Bindemittel- und Glaukonitführung bedingen eine schwache, für die Twirren-Schichten aber charakteristische Melierung oder Streifung der Gesteinsfarbe. Neben inkohlten Pflanzenresten treten Wohn- und Freßbauten auf.

1.2.5 Lochwald-Schicht

Aus den Twirren-Schichten entwickelt sich durch Zunahme des Kalk- und Glaukonitanteiles bei Zurücktreten des Tongehaltes die im Steinbruch rund 2 m mächtige Lochwald-Schicht. Sie stellt einen kalkig gebundenen, sehr glaukonitreichen, dunkelgrünlichen bis schwarzen Sandstein dar. Detritischer, nur schlecht sortierter, eckiger bis runder Quarz sowie Glaukonit bilden die Hauptkomponenten. Vereinzelt treten Glimmerschüppchen und Gesteinsbröckchen auf. Im Bindemittel nimmt der Kalkanteil zum Hangenden zu, der Tonanteil ab. Phosphorit ist in der Lochwald-Schicht bereichsweise stark angereichert. Er tritt in Form von dunkelbraunen bis schwarzen Knöllchen, als Füllung von bis Dezimeter langen, gangartigen Wohn- und Freßbauten sowie als phosphoritisierte Fossilshalen auf. Die Phosphoritknöllchen führen ihrerseits Quarz, Glaukonit und Fossilreste (Taf. 1 Fig. 7). Nach KOHLER & HAUSSLER (1978) beträgt der P_2O_5 -Anteil der chemisch ziemlich einheitlichen Phosphorite im Allgäu 22–37%.

1.2.6 Knollen-Schichten

Die Knollen-Schichten (Synonyme: Aubrig-Schichten, Aubrig-Knollen-Schichten) stellen einen kalk- und glaukonitreichen Quarzsandstein bis quarz- und glaukonitreichen Kalkstein dar, in dem im Steinbruch millimeter- bis dezimetergroße, längliche oder rundliche Kalkknollen mehr oder wenig schichtig aufgereiht sind. Die Kalkknollen, daneben auch millimeterdünne Kalklagen, in moosgrünlich-grauem Nebengestein bestehen aus mikrofossilreichem, dichtem, faziell dem Seewerkalk ähnlichem Kalkmikrit von mittel- bis hellgrauer Farbe. Er führt rasch wechselnde Mengen von Glaukonit sowie Quarzdetritus und ist biogen durchwühlt.

Die Grenze zwischen den Kalkknollen und ihrem grünsandigem Nebengestein ist häufiger als Drucklösungsgrenze (Stylolith) ausgebildet. Manchmal lassen sich im Mikroskop fließende Übergänge beobachten. Zum Hangenden nimmt der Quarz- und Glaukonitgehalt in Knollen-Schichten insgesamt ab. Phosphorit tritt nur mehr selten in den grünsandigen Gesteinsanteilen auf.

An frischen Bruchflächen größerer Blöcke der Knollen-Schichten läßt sich die primäre Wechsellagerung von grünen glaukonitischen Sandstein- und hellgrauen Glaukonit führenden Kalklagen erkennen. Die Ausdünnung zu ovalen und unregelmäßigen Kalkknollen erfolgte frühdiagenetisch durch die auf die Kalkmikritlagen folgende Sandsteinlage. Dabei muß man sich die Genese ähnlich derjenigen von „ball-and-pillow structures“ (REINECK & SINGH 1975: 77–78) vorstellen. Kleine „Kalkknollen“ mit einem Durchmesser von 1–2 cm sind verfüllte Wohn- und Freßbauten und keine Kalkschlickgerölle.

Vor allem die Kalkknollen, aber auch die kalkreicheren Partien ihres Nebengesteins, führen reichlich pelagische und benthonische Foraminiferen sowie Calcisphaeren (Taf. 1 Fig. 7). Daneben treten Echinodermen- und Molluskenreste (z. T. Inoceramenprismen) auf.

1.2.7 Überturriliten-Schicht

Die Überturriliten-Schicht (Synonym: Fugen-Schicht) stellt die Basisbank des Seewerkalkes dar. Aufgrund lithologischer Besonderheiten wird sie jedoch üblicherweise getrennt von ihm behandelt.

Die im Steinbruch rund 0,7 m mächtige Überturriliten-Schicht stellt einen mittelgrauen, hellgrau anwitternden Kalkmikrit in Fazies des Seewerkalkes dar. Im Gegensatz zu diesem treten in der Überturriliten-Schicht noch vermehrt detritischer Quarz, Glaukonit sowie bis über 1 cm große Pyritkonkretionen und -kristalle auf. Die löchrigen Strukturen an der Gesteinsoberfläche gehen auf Verwitterung dieses Pyrits zurück. Glaukonit- und Quarzgehalt nehmen zum Hangenden ganz allmählich ab, so daß zum Seewerkalk keine scharfe Grenze besteht. Das dichte, splittrig-scherbig brechende Gestein ist reich an Mikrofossilien und von einer den Meeresboden bewohnenden Fauna durchwühlt (Taf. 1 Fig. 9).

Die Grenze zwischen den Knollen-Schichten und der Überturriliten-Schicht ist im Gelände wie im Dünnschliff teils messerscharf ausgebildet, teils stellt sie einen gewellten Hartgrund dar, von dem mit Kalkmikrit der Überturriliten-Schicht gefüllte Bohrgänge nach unten in die Knollen-Schichten ausgehen (Taf. 2 Fig. 10). An dieser Grenze, die heute bereichsweise als Drucklösungssaum auftritt, verringern sich von den Knollen-Schichten zur Überturriliten-Schicht fast schlagartig der Quarz- und Glaukonitgehalt sowie der Korn-durchmesser im Kalk.

1.2.8 Seewerkalk

Der Seewerkalk tritt an der Südflanke des Sattels im Steinbruch mit fließendem Übergang aus der Überturriliten-Schicht vollständig und mit einer Mächtigkeit von rund 26 m auf. In der nördlich an den Sattel anschließenden Schuppenzone ist er am Nordrand des Steinbruchs als etwa 1,5 m mächtiger, tektonisch begrenzter Span zwischen Brisissandstein und Seewerschiefern aufgeschlossen.

Der Seewerkalk ist ein im allgemeinen hellgrauer, manchmal auch hellbläulich- oder hellgrünlichgrauer, dichter, pelagischer Kalkmikrit, dessen hellgraue bis weißlichgraue Verwitterungsfarbe bereits von weitem auffällt. Das durch Bio-

turbation oft dunkel gefleckte, muschelrig brechende Gestein führt gelegentlich etwas Glaukonit und detritischen Quarz. Zudem lassen sich Pyritaggregate mit bis zu mehreren Zentimetern Durchmesser beobachten.

Der oft flaserige Seewerkalk ist sehr gut gebankt und zeigt meist knollige Schichtflächen. Die primäre Ursache für die gute Schichtung des Seewerkalkes war sicherlich die zeitweise erhöhte Tonmineralzufuhr und/oder geringere organogene Kalksedimentation. Allerdings sind die feinen Mergellagen stets durch die Drucklösung überprägt worden. Schlammproben dieses Mergels enthalten eine vorzüglich erhaltene und reiche Foraminiferenfauna (WEIDICH i. Vorb.).

1.2.9 Seewerschiefer

In der Schuppenzone treten am Nordrand des Steinbruchs in tektonisch überkippter Lagerung unter dem Seewerkalkspan stark zerscherte, graue, phyllitisch wirkende Kalkmergel mit etwas detritischem Quarz auf. Sie waren 1980–82 nur wenige Meter mächtig aufgeschlossen.

Nach HAGN, HÖFLING & MARTINI (in HAGN 1981) scheint es sich um Seewerschiefer (Synonyme: Obere Seewer Schichten, Seewermergel) zu handeln. Diese Gesteine wären dann vor der Transgression der Amdener Schichten über dem Seewerkalk erhalten geblieben. Möglicherweise verzahnen sie sich mit dessen jüngsten Teilen.

1.2.10 Amdener Schichten

Im Steinbruch sind auf der Sattelsüdflanke über dem Seewerkalk, ohne zwischengeschaltete Seewerschiefer, noch rund 15 m mächtige Amdener Schichten in Fazies der Leistmergel aufgeschlossen. Es handelt sich um mittel- bis dunkelgraue, sandige, schluffig-siltige Mergel mit muscheliger oder griffelig-leistiger, stückiger Bruchform. Die Verwitterungs-farbe, die bis tief unter die Oberfläche vorherrschen kann, ist bräunlich-grau bis ockergrau. Sehr charakteristisch sind bläulich-schwarze, besonders aber rostbraune Verwitterungsflecken auf Kluft- und Schichtflächen. Die nur mäßig festen Mergel zeigen oft deutliche Feinlaminiierung und führen unregelmäßig kalkreichere und tonreichere Partien. In der karbonatisch-tonigen Grundmasse treten detritischer Quarz, Glaukonit, Hellglimmer, etwas Feldspat sowie Pyrit auf.

Die Grenze zwischen Amdener Schichten und Seewerkalk im Südteil des Steinbruchs ist sicher tektonisch überprägt (Harnischstreifung auf dem obersten Seewerkalk). Ob die Amdener Schichten hier diskordant erosiv über den Seewerkalk greifen („Dachdiskontinuität“ nach ARN, HEIM & SEITZ 1934: 277) muß offen bleiben. Umgelagerte Seewerkalkbröckchen und -foraminiferen in den Amdener Schichten treten allerdings erst ca. 2 m über dem Kontakt auf. Eine basale Aufarbeitung des Seewerkalks kann nicht beobachtet werden. Zwar ist eine Winkeldiskordanz von 10–15° ausgebildet, doch ließe sich dies auch durch Anschuppung der inkompetenteren Amdener Schichten an den kompetenten Seewerkalk erklären. Möglich ist auch die Annahme, daß die geringmächtigen Seewerschiefer, die in der nördlichen Schuppenzone noch vorhanden sind, tektonisch unterdrückt wurden.

2. STRATIGRAPHISCHER TEIL

2.1 STRATIGRAPHIE DER TIEFEREN SCHICHTEN
(BRISISANDSTEIN – LOCHWALD-SCHICHT)

Der tiefere Teil des Profils läßt sich biostratigraphisch nur relativ grob untergliedern. Mit planktonischen Foraminiferen ist keine dem höheren Profilteil vergleichbare Feinzonierung möglich (vgl. 2.2), und unter den Makrofossilien sind Cepha-

lopoden zu selten, um eine detaillierte Gliederung zu erlauben. Immerhin ermöglichen die hier erstmals beschriebenen Cephalopoden in einigen Punkten eine Bestätigung bzw. Präzisierung der bisherigen biostratigraphischen Vorstellungen, die insbesondere von ARN. HEIM (1919) und ARN. HEIM & SEITZ (1934) entwickelt wurden (vgl. Tab. 1).

STUFEN		Mediterrane Zonengliederung nach Colloque sur le Crétacé inférieur (Lyon 1963)	<i>C. neckerianum</i>	<i>K. schindewolfi</i>	<i>K. romana</i>	<i>/L. (L.) tardefurcata/</i>	<i>/L. (L.) rencurelensis/</i>	<i>D. aequinodum</i>	<i>H. newingtoni</i>	<i>/A. (A.) pseudopunctatum/</i>	Zonengliederung nach JACOB (1907)	
A L B	OBERES	<i>dispar</i>									V Ib <i>inflatum/bergeri</i>	
		<i>inflatum</i>										
		<i>cristatum</i>										
	MITTLERES	<i>lautus/nitidus</i>			?							V Ia <i>hugardianum</i>
		<i>dentatus/lyelli</i>										V <i>dentatus</i>
		<i>mammillatum</i>										
	UNTERES	<i>tardefurcata</i>										IV <i>tardefurcatus</i>
		<i>nodosocostatum</i>										III <i>nodosocostatum/bigoureti</i>
	APT (PARS)											

Tabelle 1. Stratigraphische Verbreitung der Cephalopoden der helvetischen Schichten am Grünen.

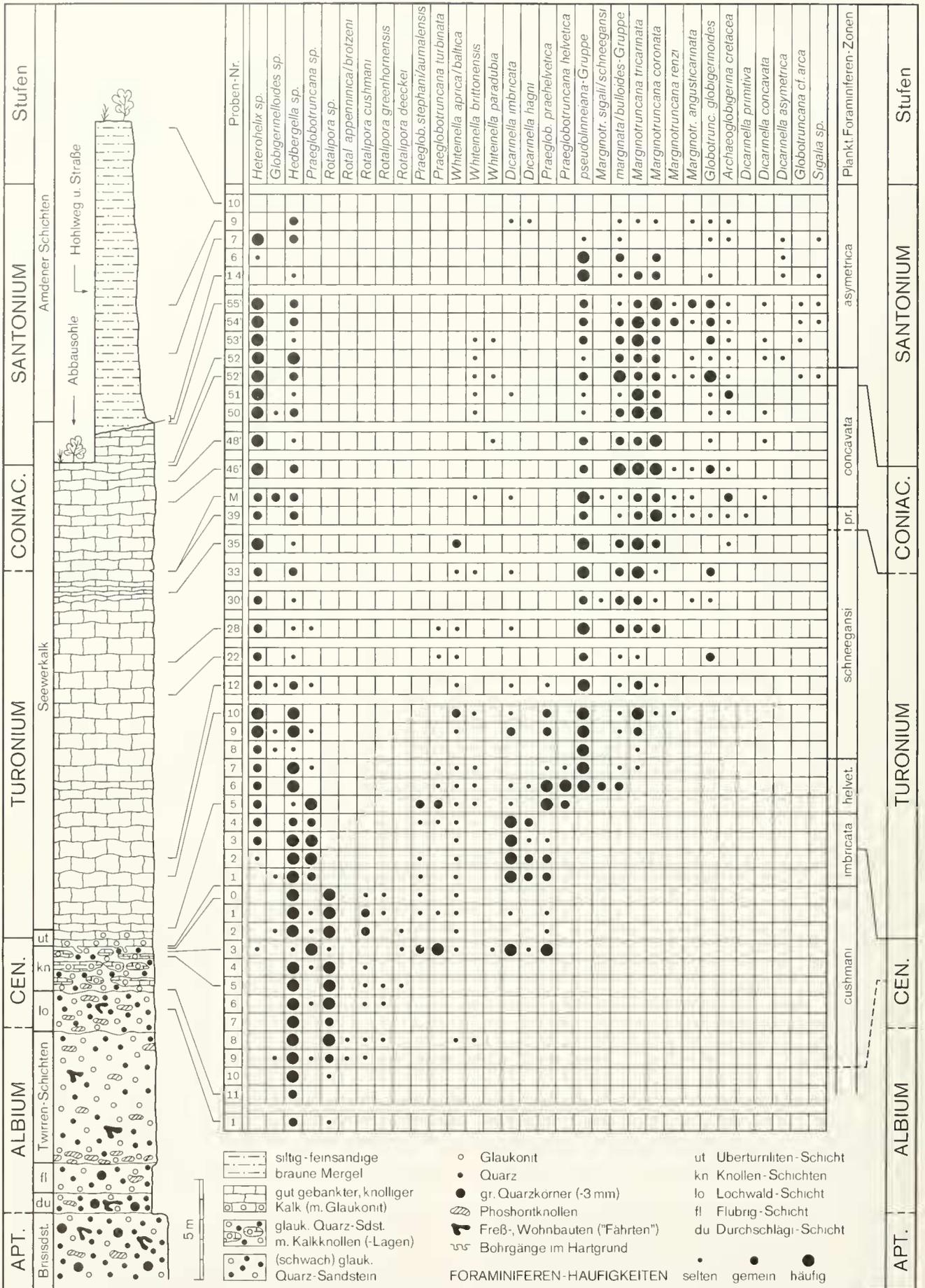
1. Das obere Apt (Zone III nach JACOB 1907) ist nach ARN. HEIM & SEITZ (1934) sowie BETTENSTAEDT (1958) durch den äußerst fossilarmen Brisandstein vertreten. Zwar ist bisher „noch nie ... in den helvetischen Alpen aus den Brisischichten ein bestimmbarer Ammonit bekannt geworden“ (ARN. HEIM & SEITZ 1934: 258), doch liefert der hier beschriebene *Hypacanthoplites newingtoni* aus den höheren Partien des Brisandsteines eine gute Bestätigung, da dieser Ammonit im borealen Bereich auf die *jacobi*-Zone beschränkt ist, dem zeitlichen Äquivalent der mediterranen *nodosocostatum*-Zone (Tab. 1).

2. Im unteren Alb (Zone IV nach JACOB 1907) kamen nach ARN. HEIM & SEITZ (1934) die Durchschlägi-Schicht und die Flubrig-Schicht zur Ablagerung. Erstere führt vor allem einzelne Echinodermenreste und phosphoritisierte Cephalopodenbruchstücke, letztere enthält u. a. Inoceramen-, Gastropoden- und Belemnitenreste. Die überlagernden Twirren-Schichten werden von ARN. HEIM (1919) bereits ins mittlere Alb (Zone V nach JACOB 1907) gestellt. Sie führen Bivalven, darunter *Inoceramus concentricus*, Gastropoden, Belemniten, Brachiopoden- und Bryozoen sowie Foraminiferen (vgl. auch M. RICHTER 1966).

Von den hier beschriebenen Cephalopoden stammen nach dem anhaftenden Gestein *Cymatoceras neckerianum*, *Leymeriella* (*Leymeriella*) cf. *tardefurcata* und *Douvilleiceras aequinodum* aus den basalen Twirren-Schichten. Trifft diese Zuordnung zu, bedeutet das, daß die Twirren-Schichten bereits im unteren Alb einsetzen. Dies wäre eine direkte Bestätigung der Vermutung von ARN. HEIM & SEITZ (1934: 264), wonach im helvetischen Faziesbereich Flubrig-Schicht und Twirren-Schichten nach Osten hin älter werden.

3. Mittleres Alb läßt sich bisher am Grünen mit Makrofossilien nicht direkt nachweisen. Die Lochwald-Schicht wird von ARN. HEIM (1919) – ebenso wie die überlagernden Knollen-Schichten – zum unteren Oberalb (Zone VIa nach JACOB 1907) gerechnet. Vor allem die Lochwald-Schicht ist dabei sehr fossilreich. Neben Ammoniten treten Nautiliden, Belemniten, Inoceramen, Brachiopoden, Echinodermaten sowie Foraminiferen auf.

Der hier beschriebene *Anisoceras* (*Anisoceras*) cf. *pseudopunctatum* – dessen genaue Fundschicht leider nicht bekannt ist – gibt einen Hinweis darauf, daß auch noch das höchste Alb vertreten ist, das dem oberen Teil der JACOBSchen Zone VIb entspricht. Aufgrund der Foraminiferen und dem



WEIDICH 1982

Abb. 3. Lithologisch-stratigraphisches Profil der helvetischen Schichtenfolge im Steinbruch „An der Schanz“ (Südflügel des Sattels; 3. Sohle).

Abkürzungen: = helvetica-Zone; pr. = primitiva-Zone.

Alter der hangenden Knollen-Schichten reicht die Lochwald-Schicht im Steinbruch sogar ins tiefere Cenoman. Dieses Ergebnis stützt die an anderen Lokalitäten gemachte Beobachtung eines gemeinsamen Auftretens von Fossilien des Alb und Cenoman in der Lochwald-Schicht. Es wird von ARN. HEIM & SEITZ (1934), HERB (1962), LANGE (1968) und SCHOLZ (1978) als Kondensation gedeutet, während REISER (1922) und M. RICHTER (1966) Umlagerungen annahmen.

2.2 FEINSTRATIGRAPHIE DER HÖHEREN SCHICHTEN

(KNOLLEN-SCHICHTEN – AMDENER SCHICHTEN)

Der Profilabschnitt Knollen- bis Amdener Schichten an der Südflanke des Sattels (Abb. 2 u. 3) wurde sehr dicht beprobt (17 Schlamm- und 66 Dünnschliffproben). Die Auswertung erbrachte die Vertikalverbreitung der stratigraphisch wichtigen planktonischen Foraminiferen (Abb. 3), deren Unterteilung in sieben planktonische Foraminiferenzonen die für den Tethysraum zu erwartende Feinstratigraphie zuläßt. Abb. 3 ist eine in der Probendichte und Zahl der planktonischen Foraminiferen gekürzte Fassung. Eine ausführliche Darstellung mit eingehender Diskussion der Foraminiferenfauna erscheint an anderer Stelle (WEIDICH i. Vorb.).

Die der Untersuchung zugrunde liegenden 101 Dünnschliffe sind in der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie (Dünnschliff-Nr. G 3488 bis 3577 a/82) und in der Sammlung des Bayerischen Geologischen Landesamtes (Dünnschliff-Nr. 82092 bis 82102) hinterlegt.

Beschreibung der einzelnen Zonen

1. *cushmani*-Zone (höheres Cenoman): Die Zone beginnt mit dem ersten Auftreten der *Rotalipora cushmani* (MORROW) und endet mit dem Aussterben der Rotaliporen. Das erste Erscheinen des Leitfossils in unserem Profil ist sicherlich faziell bedingt (Kalkknollen im Grünsand), wodurch sich die Zonenuntergrenze nicht fassen läßt. Die letzte *Rotalipora* tritt unterhalb des Hartgrundes am Top der Knollen-Schichten auf.

In den kalkigen Knollen und kalkreichen Partien der Knollen-Schichten herrschen kleine Hedbergellen vor, die wegen der starken Umkristallisation nur sehr selten eine artliche Bestimmung zulassen: *Hedbergella* sp., *H. planispira* (TAPPAN), *H. delrioensis* (CARSEY). Die partienweise häufigen Rotaliporen können nur in idealen Querschnitten artlich bestimmt werden: *Rotalipora* sp., *R. cushmani*, *R. greenhornensis* (MORROW), *R. deeckeii* (FRANKE). Selten finden sich ferner: *Praeglobotruncana* sp., *P. praehelvetica* (TRUJILLO), *Globigerinelloides* sp., *Whiteinella aprica* (LOEBLICH & TAPPAN), *W. baltica* DOUGLAS & RANKIN, *W. brittonensis* (LOEBLICH & TAPPAN) sowie häufig Sandschaler und kalkschalige Foraminiferen (einschließlich Milioliden).

Die vom Hartgrund an der lithologischen Grenze Knollen-Schichten/Überturriliten-Schicht ausgehenden Bohrgänge (1–2 cm Durchmesser) in den Knollen-Schichten sind

mit Kalkschlamm verfüllt worden (Taf. 2 Fig. 10), der die Foraminiferenfauna der hangenden Überturriliten-Schicht enthält. So ist im Dünnschliff kn 3 (Abb. 3) das plötzliche Massenaufreten von *Dicarinella imbricata* (MORNOD) und anderen, die *imbricata*-Zone charakterisierenden Planktonforaminiferen, zu erklären.

Während ARN. HEIM & SEITZ (1934) noch oberes Alb als Alter der Knollen-Schichten annahmen, ergaben neuere Bearbeitungen ein cenomanes Alter (z. B. BOLLI 1945). Im Steinbruch „An der Schanz“ gehören die Knollen-Schichten in das höhere Cenoman (Abb. 3). Ihr Wechsel von Kalkmikriten und grünsandigen Gesteinen zeigt den Übergang von der detritischen Sedimentation im Alb und tieferen Cenoman in die pelagische Fazies des Seewerkalks an.

2. *imbricata*-Zone (Wende Cenoman/Turon): Faziell entspricht die *imbricata*-Zone der Überturriliten-Schicht und den untersten Seewerkalk-Bänken.

Der Zeitraum, innerhalb der Lebensdauer von *D. imbricata*, zwischen dem Aussterben der Rotaliporen und dem Erstauftreten der *Praeglobotruncana helvetica* (BOLLI) ist in der Literatur unter verschiedenen Zonenbezeichnungen bekannt: „Zone à grandes globigérines“ (WEISS 1980; WONDERS 1978), „*Whiteinella archaeocretacea*-Zone“ (Atlas de foraminifères planctoniques... I; WONDERS 1980), „Zone à *Rotundina cretacea* – *Praeglobotruncana imbricata*“ (SALAJ 1980) und „*aprica*-Zone“ (WONDERS 1979). Dieser Zeitbereich ist zwar durch die „großen Globigerinen“ gekennzeichnet, aber das Massenaufreten von *D. imbricata* in unserem Profil wie auch die leichte Bestimmbarkeit dieser Form im Dünnschliff (im Gegensatz zu *W. archaeocretacea* PESSAGNO) veranlaßt uns dazu, diesen Abschnitt *imbricata*-Zone zu nennen.

Neben der Leitform treten noch auf: *Praeglobotruncana stephani* (GANDOLFI), *P. turbinata* (REICHEL), *P. praehelvetica*, *D. hagni* (SCHEIBNEROVA), Whiteinellen und Hedbergellen. Aufgrund der günstigen Erhaltung sind nun meistens Bestimmungen bis zur Art möglich. Benthonische Foraminiferen sind zwar noch häufig, aber schon wesentlich weniger an Zahl als im Grünsand; zudem fehlen Milioliden vollständig.

3. *helvetica*-Zone (Unterturon): Durch Erstauftreten und Aussterben der *P. helvetica* ist diese Zone festgelegt. Häufiger als die Leitform erscheint *P. praehelvetica*, die schon ab dem Obercenoman bekannt ist und aus der *P. helvetica* hervorging. Charakteristisch für die Zone sind ferner *P. stephani*, *P. turbinata* und die frühen flachen, zweikieligen Marginotruncanen (*M. canaliculata* (REUSS), *M. pseudolinneiana* PESSAGNO). Die beiden letztgenannten vereinigen wir mit *Globotruncana linneiana* (D'ORBIGNY) zu einer Gruppe, da sie im Dünnschliff kaum zu unterscheiden sind (*pseudolinneiana*-Gruppe). Ebenfalls schon vorhanden sind *M. sigali* (REICHEL)/*M. schneegansi* (SIGAL), *M. marginata* (REUSS)/*Globotruncana bulloides* VOGLER und *M. tricarinata* (QUEUREAU). Dagegen treten *D. imbricata* und *D. hagni* stark in den Hintergrund.

Aufgrund der Foraminiferenfauna umfaßt der Seewerkalk nach den basalen Kalkbänken die *helvetica*-, *schneegansi*-, *primitiva*-, *concovata*- und den tieferen Teil der *asymetrica*-Zone, also den Zeitraum Unterturon-Santon.

4. *schneegansi*-Zone (Mittel- bis Oberturon): In Anlehnung an die Zonengliederung im „Atlas de foraminifères

planctoniques... 1“ wird die Zone zwischen dem Aussterben der *P. helvetica* und dem Erstauftreten der *D. primitiva* (DALBIEZ), der Basis des Coniacs, *schneegansi*-Zone genannt, auch wenn das Zonenleitfossil nur selten zu finden und zudem von der verwandten *M. sigali* im Dünnschliff nicht zu unterscheiden ist. Die Zone wird besonders von den „großen Globotruncanen“ gekennzeichnet: *M. coronata* (BOLLI) und *M. tricarinata*. Daneben herrschen noch Formen der *pseudolinneiana*-Gruppe vor. *M. angusticarinata* (GANDOLFI) und *M. renzi* (GANDOLFI) sind selten. Im obersten Teil dieser Zone konnten schon *Globotruncana globigerinoides* BROTZEN und *Archaeoglobigerina cretacea* (D'ORBIGNY) beobachtet werden.

Setzt man das Erscheinen der beiden zuletzt genannten Foraminiferen mit der Basis des Coniacs gleich, entspräche das der *primitiva*-Zone; allerdings fehlt *D. primitiva* in diesen Dünnschliffen.

5. *primitiva*-Zone (tieferes Coniac): Die Zeitspanne zwischen dem ersten Auftreten von *D. primitiva* (Basis des Coniacs) und der ersten *D. concavata* (BROTZEN) ist die *primitiva*-Zone. Dies ist ein sehr kurzer Zeitraum und war wegen des äußerst spärlichen Auftretens von Formen der *primitiva-concavata-asymetrica*-Reihe in unserem Profil kaum zu erfassen. Immerhin enthielt aber der Dünnschliff sw 39 (Abb. 3) den Querschnitt einer *D. primitiva*.

6. *concavata*-Zone (höheres Coniac bis tieferes Santon): Zwischen dem Erstauftreten der *D. concavata* und der ersten *D. asymetrica* (SIGAL) [= *Globotruncana carinata* DALBIEZ] liegt die *concavata*-Zone. Die Leitform ist sehr selten zu finden. Die Schlammprobe sw 39 M, Material aus einer Mergelfuge, enthielt eine überaus reiche Foraminiferenfauna, in der auch *D. concavata* und *Archaeoglobigerina blowi* PESSAGNO bestimmt werden konnten. Die Masse der planktonischen Foraminiferen entfiel aber wieder auf *M. coronata*, *M. tricarinata*, *M. marginata*/*G. bulloides* und die *pseudolinneiana*-Gruppe.

Die Seewerschiefer, die in der nördlichen Schuppenzone (Abb. 2) auf den Seewerkalk folgen, führen eine kleine, schlecht erhaltene Foraminiferenfauna. Sie erlaubt die Einstufung dieser Kalkmergel in das Coniac oder jünger: *Marginotruncana angusticarinata* (GANDOLFI), *M. coronata* (BOLLI), *Neoflabellina* sp., *Gavelinella* cf. *costata* (BROTZEN), *Gyroldina* sp., *Stensioeina* sp. (*granulata-pommerana*-Gruppe), *Ammodiscus* sp., *Arenobulimina d'orbignyi* (REUSS) und *Ataxophragmium depressum* (PERNER).

7. *asymetrica*-Zone (höheres Santon): Mit dem Erstauftreten der *D. asymetrica* (höheres Santon) beginnt diese Zone; sie endet beim ersten Erscheinen einkieliger Globotruncanen der *elevata*-Gruppe. Wenn wir hier von höherem Santon sprechen, so schließen wir uns damit der Mehrheit der Autoren an, die glauben, daß *D. asymetrica* erst im höheren Santon oder Obersanton einsetzt. Die Minderheit setzt das Erstauftreten von *D. asymetrica* mit der Basis des Santons gleich (z. B. SALAJ 1980).

Schon im obersten Seewerkalk konnte *D. asymetrica* im Dünnschliff beobachtet werden, ein Beweis dafür, daß die Fazies des Seewerkalks bis in das Santon hineinreichen kann.

Weitere Hinweise für das Santon-Alter des obersten Seewerkalks und der Amdener Schichten sind *Sigalia* sp., *S. deflaensis* (SIGAL) und, nur in Dünnschliffen zu finden, *Globotruncana* cf. *arca* (CUSHMAN). Unter *G. cf. arca* in Abb. 3 fassen wir alle Formen zusammen, deren Schliffbilder *G. fornicata* (PLUMMER) oder Vorläufern von *G. arca* (*G. morozovae* VASSILENKO, *G. convexa* CUSHMAN, falls man diese Arten gelten lassen will), entsprechen.

Die Amdener Schichten führen neben seltener auftretenden Inoceramen-, Gastropoden-, Belemniten- und Echinodermen-Resten Radiolarien, Ostracoden sowie eine reiche Foraminiferenfauna. Letztere erlaubt eine Einstufung des im Steinbruch aufgeschlossenen, basalen Anteils der Amdener Schichten in das höhere Santon, da die Leitform der *asymetrica*-Zone in fast allen Schlammproben zu finden war, aber Formen der *elevata*-Gruppe (Campan) noch fehlen. Eine gute Foraminiferenliste gaben jüngst HAGN, HÖFLING & MARTINI (in HAGN 1981: 290) an.

Die Amdener Schichten enthalten neben kleinen Seewerkalkbröckchen auch umgelagerte Foraminiferen aus dem Seewerkalk bzw. den Seewerschiefern. Wegen ihrer kreidigweißen Farbe sind sie von den hell- bis dunkelbraunen Foraminiferen der Amdener Schichten leicht zu unterscheiden. So enthält die Probe am 9 (Abb. 3) vornehmlich umgelagerte Planktonforaminiferen (*D. hagni*, *D. imbricata* u. a.).

Ausblick

Das im Helvetikum-Profil des Steinbruchs „An der Schanz“ für den obersten Seewerkalk nachgewiesene Santon-Alter mag zunächst überraschen, da allgemein der Seewerkalk in das Cenoman und Turon gestellt wird. Doch sind wir sicher, daß bei sorgfältiger Bearbeitung anderer Helvetikum-Profile sich dieses junge Alter als vorherrschend erweisen wird.

BETTENSTAEDT gab schon 1958 für „Seewermangel, oberhalb des ‚Unteren Seewerkalks‘: Santon“ an, erwähnt aber keine Mikrofauna (BETTENSTAEDT 1958: 582–583). Sein Profil am Südausgang der Breitach-Klamm bei Walserschanz SW Oberstdorf, das ebenfalls bereits ARN. HEIM (1919: 460–461) beschrieben hatte, ist z. Z. in Bearbeitung und das Santon-Alter für die „Fleckenschiefer“ (ARN. HEIM) kann mit *D. asymetrica* und *S. deflaensis* und *S. decoratissima* (KLASZ) vorerst nur bestätigt werden. Daraus folgt, daß die Überturriliten-Schicht und der Untere Seewerkalk, zusammen nur ca. 3,50 m mächtig, zeitlich dem obersten Cenoman bis tiefsten Santon entsprechen.

Bei sorgfältiger Auswertung eines dicht beprobten Profils zeigt sich, daß auch in dem als hinreichend erforscht geglaubten Helvetikum noch manche neue Erkenntnis möglich ist. Die Bedeutung der Feinstratigraphie, deren Erarbeitung nicht nur die Zonenfolge als Ergebnis hat, wird sich in einer späteren Zusammenschau mit den anderen tektonischen Einheiten der Süddeutschen Kreide erweisen. Dies wird auch nicht ohne Einfluß auf die paläobiogeographischen und paläoökologischen Vorstellungen bleiben.

3. SYSTEMATISCHER TEIL

3.1 INOCERAMEN

Klasse Bivalvia LINNÉ, 1758

Unterklasse Pteriomorpha BEURLEN, 1944

Ordnung Pterioida NEWELL, 1965

Unterordnung Pteriina NEWELL, 1965

Überfamilie Pteriacea GRAY, 1847

Familie Inoceramidae GIEBEL, 1852

Gattung *Inoceramus* SOWERBY, 1814*Inoceramus concentricus* PARKINSON, 1819

(Taf. 2 Fig. 9)

1819 *Inoceramus concentricus* n. sp. – PARKINSON Trans. Geol. Soc., ser. 1, 5: 58, Taf. 1 Fig. 4.1911 *Inoceramus concentricus*, PARKINSON, 1819. – WOODS Monograph, 2: 265–268, Taf. 45 Fig. 11; Taf. 46 Fig. 1–10; Taf. 47 Fig. 1–2.1912b *Inoceramus concentricus* PARK. – WOODS Quart. J. Geol. Soc. London, 68: 2, Abb. 5–9.

Material: 1 Exemplar (BSP 1963 I 389)

Beschreibung: Das vorliegende Exemplar, der Steinkern einer linken Klappe, ist ziemlich hoch gewölbt und scheint nicht verdrückt zu sein. Der Steinkern trägt eine deutliche konzentrische Skulptur in Form flacher Wülste, deren gegenseitiger Abstand nach hinten etwas größer wird. Ein Sulcus ist nicht ausgebildet.

Beziehungen: Die hochgewölbte Klappe aus dem Zeitbereich Alb/Cenoman mit deutlichen Wülsten bei Fehlen eines Sulcus spricht eindeutig für *Inoceramus concentricus* PARKINSON. Die ähnlichen Formen *I. salomoni* D'ORBIGNY, mit einem deutlichen Sulcus, und *I. sulcatus* PARKINSON, mit kräftiger Radialskulptur, scheiden aufgrund der angegebenen Merkmale aus.

Verbreitung: Nach WOODS (1912b: 2, Diagramm A) tritt *I. concentricus* im „Upper Greensand, Gault, and Red Chalk“ auf. Nach heutiger Einstufung entspricht dies dem Mittel- und Oberalb (BENNISON & WRIGHT 1969: 324).

Aus dem Helvetikum wird *I. concentricus* von LANGE (1968: 169) aus der Lochwald-Schicht (Alb) und von ARN. HEIM & SEITZ (1934: 266) aus der Flubrig-Schicht und den Twirren-Schichten (mittleres Alb) gemeldet.

Nach dem anhaftenden Gestein zu urteilen, stammt das Sammlungsstück wahrscheinlich aus der Lochwald-Schicht (Oberalb-Tieferes Cenoman). In unserer Münchener Sammlung wird ein 15 × 40 cm großer Block aus den Twirren-Schichten aufbewahrt, auf dessen Schichtfläche pflasterartig dicht gedrängt über 50 Exemplare von *Inoceramus concentricus* liegen (BSP 1956 I 205).

Inoceramus cf. lamarcki PARKINSON, 1819

(Taf. 2 Fig. 8)

1819 *Inoceramus lamarckii* n. sp. – PARKINSON Trans. Geol. Soc., ser. 1, 5: 55, Taf. 1 Fig. 31912a *Inoceramus lamarcki*, PARKINSON, 1819. – WOODS Monograph, 2: 307–327, Abb. 63–85; Taf. 52 Fig. 4–6; Taf. 53 Fig. 1–7.1967 *Inoceramus lamarcki lamarcki* PARKINSON, 1819. – TRÖGER Abh. Staatl. Mus. Min. Geol. Dresden, 12: 59–63, Taf. 5 Fig. 1–6; Taf. 6 Fig. 3 (mit Synonymie).

Material: 1 Exemplar (BSP 1979 I 163)

Beschreibung: Bei dem Stück handelt es sich wohl um die rechte Klappe, die als Steinkern vorliegt, an dem aber noch überwiegend Schalenreste haften. Das Exemplar ist verdrückt und unvollständig erhalten, insbesondere fehlen der Wirbel und der Schloßrand. Die Skulptur setzt sich aus asymmetrischen Anwachskämmen (vorderes Drittel) und Anwachsreifen (hinterer Teil) zusammen.

Beziehungen: Bei der schlechten Erhaltung muß jede artliche Bestimmung des vorliegenden Stückes sehr gewagt erscheinen. Wäre hier nicht die charakteristische Skulptur erhalten geblieben, die wie das Gesamtbild am ehesten mit *Inoceramus* der *lamarcki*-Gruppe übereinstimmt, schied jede Bestimmung aus.

Eine Verwechslungsmöglichkeit wäre nur noch mit Arten der *labiatus*-Gruppe gegeben, vor allem bei Berücksichtigung der ganzen Variationsbreite von *I. labiatus* SCHLOTHEIM und wenn man sich der Auffassung von SEITZ (1935) anschließt. Danach bestünden durchaus Ähnlichkeiten mit „*Inoceramus labiatus* v. SCHLOTHEIM var. *labiata*“ im Sinne von SEITZ (1935: 448–454; Abb. 9c, Abb. 11c).

Verbreitung: *I. lamarcki* ist in Nord- und Mitteldeutschland leitend für das untere Mittelurion (SEITZ 1956: 4). Dies trifft zumindest auch für Nord-, Mittel- und Osteuropa zu (SEIBERTZ 1979; TRÖGER 1981).

Inoceramus inconstans WOODS, 1912

(Taf. 2 Fig. 7)

pars 1912a *Inoceramus inconstans*, sp. nov. – WOODS Monograph, 2: 285–291, Abb. 42, 44, Taf. 51 Fig. 1 [Syntypen].pars 1912b *Inoceramus inconstans* WOODS. – WOODS Quart. J. Geol. Soc. London, 68: 16, Abb. 65–73.1967 *Inoceramus inconstans inconstans* WOODS, 1911. – TRÖGER Abh. Staatl. Mus. Min. Geol. Dresden, 12: 101–102, Taf. 13 Fig. 19.

Material: 1 Exemplar (BSP 1982 I 35)

Beschreibung: Das unverdrückte Exemplar, eine linke Klappe, liegt überwiegend in Schalenerhaltung vor; nur am hinteren Ende tritt der Steinkern unter der dünnen Schale hervor. Unvollständig erhalten sind der Hinterrand, der Wirbel und der Schloßrand. Der äußerste Teil des Flügels ist abgebrochen.

Die Schale ist stark gewölbt, zeigt aber nur einen undeutlichen Wachstumsknick. Die Skulptur ist ausschließlich konzentrisch und besteht aus kräftigen asymmetrischen Anwachskämmen, zwischen denen sich zahlreiche feine Anwachsflächen scharen. Auf dem Flügel biegt die Skulptur leicht nach dessen Distalende um.

Beziehungen: Die Zugehörigkeit zur *inconstans*-Gruppe ist ganz offensichtlich. Von den anderen Arten der Gruppe, *I. waltersdorfensis* ANDERT und *I. fiegei* TRÖGER und ihren Unterarten unterscheidet sich *I. inconstans* WOODS

durch die stärkere Wölbung und die kräftigere Skulptur. Hinweise zur Nomenklatur finden sich bei TRÖGER (1967: 100–101); dieser Autor wählte auch einen Lectotypus für *I. inconstans* aus.

Verbreitung: TRÖGER (1967: 102) beschreibt die Art aus dem Oberturon Mitteld Deutschlands, die Unterart *I. inconstans lueckendorfensis* TRÖGER aus dem obersten Oberturon der subherzynen und nordböhmisches Kreide sowie aus dem Unterconiac (TRÖGER 1981).

Vom anhaftenden Gestein konnte ein Dünnschliff hergestellt werden, in dem u. a. die folgenden planktonischen Foraminiferen erkannt wurden: *Dicarmella* cf. *primitiva* (DALBIEZ), *D.* cf. *concovata* (BROTZEN) und *Archaeoglobigerina cretacea* (D'ORBIGNY). Somit ergibt sich für unseren *I. inconstans* ein Coniac-Alter (etwa Probenbereich sw 39–48 in Abb. 3).

3.2 CEPHALOPODEN

Klasse Cephalopoda CUVIER 1897
 Unterklasse Nautiloidea AGASSIZ 1847
 Ordnung Nautilida AGASSIZ 1847
 Überfamilie Nautilaceae DE BLAINVILLE 1825
 Familie Cymatoceratidae SPATH 1927
 Gattung *Cymatoceras* HYATT 1884

Cymatoceras neckerianum (P ICTET 1847)
 (Taf. 2 Fig. 5)

1975 *Cymatoceras neckerianum* (P ICTET 1847) – FÖRSTER, S. 250, Taf. 17, Fig. 6, Abb. 80A (mit Synonymie).

Material: 11 Exemplare (BSP 1950 I 93, BSP 1950 I 94, BSP 1951 I 178, BSP 1954 I 276, BSP 1958 I 262, BSP 1958 I 263, BSP 1971 I 295a, BSP 1971 I 295b, BSP 1972 I 34, BSP 1977 I 222, BSP 1977 I 223)

Beschreibung: Alle Exemplare sind unvollständig erhalten und verdrückt, so daß keine exakten Meßwerte angegeben werden können. Es handelt sich durchweg um relativ große Formen, mit Durchmessern bis ca. 215 mm.

Der Querschnitt scheint sehr variabel zu sein, die Windungsbreite nimmt im Lauf der Ontogenese rasch zu. Ihre größte Breite besitzt sie an der Basis der Flanken, am Rand der steilen Nabelwand. Die Flanken konvergieren zur gut gerundeten Externseite hin.

Die Skulptur besteht aus scharf ausgeprägten breiten Rippen. Sie setzen an der Umbilikalkante ein und verlaufen zunächst nach vorne. Auf der höheren Flanke biegen sie in weitem Bogen zurück und queren die Externseite mit nach hinten gerichtetem stumpfen Winkel. Von der Lobenlinie ist nichts zu erkennen.

Beziehungen: Die Skulptur der beschriebenen Exemplare ist typisch für die Gattung *Cymatoceras*.

Innerhalb dieser Gattung besteht die beste Übereinstimmung mit *C. neckerianum*. Leider ist diese Art nur sehr wenig bekannt, ihre Abgrenzung – vor allem gegenüber dem sehr ähnlichen *C. neocomiensis* D'ORBIGNY 1840 – ist schwierig. Nach der Originalbeschreibung von P ICTET (1847: 273) unterscheidet sich *C. neckerianum* von *C. neocomiensis*

durch einen höheren Windungsquerschnitt sowie die stärker geschwungenen und ungleichmäßiger angelegten Rippen. In einer späteren Arbeit (P ICTET & RENEVIER 1854: 2f) wird allerdings die große Ähnlichkeit mit *C. neocomiensis* nochmals betont und hervorgehoben, daß weiteres Material notwendig wäre, um zu entscheiden, ob die genannten Unterschiede tatsächlich artspezifisch sind.

Eine Untersuchung der Variationsbreite der beiden Arten steht noch aus. Möglicherweise handelt es sich nur um eine einzige Art, die dann nach dem Prioritätsprinzip *C. neocomiensis* heißen müßte. Solange eine solche Untersuchung aber noch aussteht, wird *C. neckerianum* noch als eigene Art betrachtet.

Verbreitung: *C. neckerianum* besitzt im oberen Apt von England bis Mozambique eine weite Verbreitung. Darüber hinaus ist die Art auch aus dem unteren Alb von England und Frankreich beschrieben worden.

Unterklasse Ammonoidea ZITTEL 1884
 Ordnung Ammonitida ZITTEL 1884
 Unterordnung Lytoceratina HYATT 1889
 Überfamilie Tetragonitaceae HYATT 1900
 Familie Gaudryceratidae SPATH 1927
 Gattung *Kosmatella* JACOB 1907

Im Anschluß an SCHOLZ (1979: 52) wird hier auf eine subgenerische Untergliederung der Gattung verzichtet.

Kosmatella schindewolfi WIEDMANN & DIENI 1968

1968 *K. (Kosmatella) schindewolfi* – WIEDMANN & DIENI, S. 41, Taf. 3, Fig. 13, Taf. 4, Fig. 1–3, Abb. 11–12 (mit Synonymie).

Material: 1 Exemplar (BSP 1979 I)

Beschreibung: Das Stück besteht aus einer schlecht erhaltenen halben Windung, die folgende Abmessungen aufweist:

D	Wh	Wb	Wh/Wb	Nw
22	4.5 (0.22)	6 (0.27)	0.75	16 (0.55)

Die Aufrollung ist deutlich evolut, die Marginalkante gut ausgebildet, die breit gerundete Externseite etwas abgeflacht und glatt. Die Skulptur besteht aus kräftigen, kegelförmigen Knoten, die den Flanken aufsitzen. Auf den erhaltenen halben Umgang entfallen acht dieser Knoten.

Von der Lobenlinie ist nichts zu erkennen.

Beziehungen: Aufrollung und Skulptur weisen das beschriebene Exemplar eindeutig als *Kosmatella* aus, und zwar wegen der kräftigen Knoten als Vertreter der Gruppe der *K. ventrocineta* (QUENSTEDT 1847/48) im Sinne von WIEDMANN (1962: 50).

Innerhalb dieser Gruppe besteht die beste Übereinstimmung mit *K. schindewolfi*, was die Zahl der kegelförmigen Knoten pro Umgang betrifft. Diese wird von WIEDMANN & DIENI (1968: 41) mit etwa 15 pro Umgang angegeben.

Die dichtsitzenden Knoten scheinen der einzige echte Unterschied zur nächstverwandten Art, *K. oosteri* BREISTROFFER 1936 zu sein. Nach WIEDMANN & DIENI (1968: 42) besitzt

K. schindewolfi neben der dichterem Skulptur zwar auch eine evolutere Aufrollung als *K. oosteri*, demgegenüber geben die Messungen der beiden Autoren jedoch übereinstimmende Angaben für die Nabelweite der beiden Arten an.

Verbreitung: *K. schindewolfi* tritt im höheren Alb auf und ist bisher aus Frankreich, Sardinien und Polen bekannt.

Kosmatella romana WIEDMANN 1962
(Taf. 2 Fig. 2)

1968 *K. (Kosmatella) romana* WIEDMANN – WIEDMANN & DIENI, S. 38, Taf. 1, Fig. 10–11; Taf. 2, Fig. 7; Taf. 3, Fig. 10 (mit Synonymie).

Material: 1 Exemplar (BSP 1982 I 80)

Beschreibung: Das relativ gut erhaltene Exemplar umfaßt 6 Windungen und ist unverdrückt. Die Abmessungen ergeben folgende Werte:

D	Wh	Wb	Wh/Wb	Nw
31.5	9 (0.29)	11.5 (0.37)	0.78	13.5 (0.43)

Die Aufrollung ist deutlich evolut, die relative Windungshöhe nimmt im Verlauf der Ontogenie zu.

Der Querschnitt der vorletzten Windung ist noch trapezoidal, der letzte Umgang besitzt dagegen einen subzirkulären Querschnitt. Die Skulptur zeigt einen deutlichen ontogenetischen Wechsel. Die innersten Windungen lassen nur wenige Details erkennen, bis zu einem Durchmesser von ca. 9 mm sind lediglich dichte radiale Streifenrippen ausgebildet. Erst ab diesem Durchmesser setzen an der Umbilikalkante breite Wulstrippen ein, die sich auf der Flanke zunächst verbreitern und verstärken, sich oberhalb der Marginalkante aber wieder abschwächen.

Diese recht grobe Skulptur wird zunächst noch von den feinen Streifenrippen überlagert, die aber auf dem letzten Umgang nicht mehr zu erkennen sind.

Die zwischen den einzelnen Wulstrippen liegenden radialen Falten sind auf der Externseite ebenfalls abgeschwächt, queren aber diese noch in schwach konvexem Bogen.

Die Lobenlinie ist nicht zu erkennen.

Beziehungen: Aufrollung und Skulptur zeigen deutlich die Zugehörigkeit des Exemplares zur Gattung *Kosmatella*, und zwar aufgrund der Radialfalten zur Gruppe der *K. agasziana* (PICTET 1847) im Sinne von WIEDMANN (1962: 50).

Die beste Übereinstimmung innerhalb dieser Gruppe besteht zu *K. romana*. Diese Art besitzt in Aufrollung und Querschnitt eine große Variabilität (vgl. WIEDMANN & DIENI 1968: 38). Sie unterscheidet sich von der nächstverwandten Art, *K. mühlenbecki* (J.-E. FALLOT 1885) durch den trapezoidal-subzirkulären Querschnitt sowie dadurch, daß die Radialfalten die Externseite queren.

Allerdings ist die Variabilität auch in diesen Punkten so groß, daß SCHOLZ (1979: 54) wohl zu Recht vermutet, daß bei genauerer Kenntnis der Variabilität *K. romana* und *K. mühlenbecki* artlich nicht mehr zu trennen sein werden.

Verbreitung: Nach WIEDMANN & DIENI (1968: 39) besitzt *K. romana* eine lange Lebensdauer und ist im Oberen Apt (?) – Alb des west-mediterranen Raumes weit verbreitet.

Dagegen soll *K. mühlenbecki* nach diesen Autoren (op. cit.: 39) auf das obere Alb beschränkt sein, nach SCHOLZ (1979: 53) setzt die Art allerdings bereits im unteren Teil des mittleren Alb (*dentatus*-Zone) ein.

Unterordnung Ammonitina HYATT 1889
Überfamilie Acanthocerataceae GROSSOUVRE 1894
Familie Leymeriellidae BREISTROFFER 1952
Gattung *Leymeriella* JACOB 1907
Untergattung *L. (Leymeriella)* JACOB 1907

Leymeriella (Leymeriella) cf. *tardefurcata* (LEYMERIE in D'ORBIGNY 1841)
(Taf. 2 Fig. 4)

Material: 1 Exemplar (BSP 1963 I 278)

Beschreibung: Das schlecht erhaltene und verdrückte Bruchstück umfaßt eine knappe halbe Windung. Der Durchmesser dürfte wenig über 30 mm betragen, genaue Abmessungen lassen sich aber nicht angeben.

Die Nabelkante ist steil, die Flanken abgeflacht. Die Externseite ist nicht erhalten, so daß sich der Querschnitt nicht rekonstruieren läßt.

Die Skulptur besteht aus einfachen Rippen, die schwach sigmoidal über die Flanke verlaufen. Die knappe halbe Windung besitzt 14 solcher Rippen. Auf der höheren Flanke verbreitern sich die Rippen, wobei ihre Oberfläche abgeflacht wird. Infolge der schlechten Erhaltung läßt sich allerdings nicht erkennen, ob die Oberfläche der Rippen auch noch gefurcht ist.

Die Lobenlinie ist nicht zu erkennen.

Beziehungen: Die einfachen, sigmoidal geschwungenen Rippen weisen das Stück als Vertreter der Leymerielliden aus.

Schwierig ist zunächst die generische Bestimmung. Da die Externseite nicht erhalten ist, läßt sich nicht erkennen, ob sie von den Rippen gequert wird oder nicht, was für die Zuordnung zu *Proleymeriella* BREISTROFFER 1947 oder *Leymeriella* von ausschlaggebender Bedeutung ist. So kann allein die Ausbildung der Rippen zur Entscheidung herangezogen werden. Die deutliche Verbreiterung der Rippen auf der höheren Flanke, verbunden mit ihrer Abflachung spricht dabei für die Gattung *Leymeriella*, da die Proleymeriellen gleichmäßig abgerundete Rippen besitzen.

Innerhalb der Gattung *Leymeriella* weist das Fehlen einer lateralen Beknotung auf die Untergattung *L. (Leymeriella)* hin, im Gegensatz zu *L. (Neoleymeriella)* Saveliev 1973.

Eine eindeutige artliche Bestimmung ist bei der schlechten Erhaltung allerdings nicht möglich. Die größte Ähnlichkeit scheint zu *L. (L.) tardefurcata* zu bestehen, doch kann nicht mit Sicherheit ausgeschlossen werden, daß es sich um eine nahverwandte Art handelt, etwa um *L. (L.) weberi* Saveliev 1973. Diese Art stimmt auf den Innenwindungen völlig mit *L. (L.) tardefurcata* überein und kann nach SEYED-EMAMI (1980: 21) erst ab einem Durchmesser von 30 mm gut unterschieden werden.

Verbreitung: *L. (L.) tardefurcata* ist das Zonenleitfossil des basalen Alb. *L. (L.) weberi* tritt nach Saveliev (1973: 217) ebenfalls nur in der *tardefurcata*-Zone auf.

Leymeriella (Leymeriella) cf. rencurelensis JACOB 1907

Material: 1 Exemplar (BSP 1979 I)

Beschreibung: Das mäßig erhaltene Exemplar umfaßt etwas weniger als eine halbe Windung. Der Durchmesser dürfte knapp 30 mm betragen haben.

Die Nabelkante ist steil, die Flanken nur wenig gewölbt, die Externseite breit und abgeflacht, so daß sich insgesamt ein kantiger Querschnitt ergibt.

Die Skulptur besteht aus 11 kräftigen, leicht sigmoidal geschwungenen Einzelrippen. Diese entspringen an der Umbilikalante, werden zur Externseite hin deutlich breiter und enden knapp oberhalb der Marginalante in knotenförmigen Verdickungen.

Von der Lobenlinie ist nichts zu erkennen.

Beziehungen: Wie bei der zuvor beschriebenen *L. (L.) cf. tardefurcata* weist auch hier die Skulptur auf die Untergattung *L. (Leymeriella)* hin.

Auffällig an diesem Exemplar ist insbesondere die kräftige Ausbildung der Rippen und deren Verdickungen an der Marginalante. Die beste Übereinstimmung zeigt dieses Merkmal mit *L. (L.) rencurelensis*, besonders mit einem der bei JACOB (1907b: Taf. 17 Fig. 20) abgebildeten Stücke.

Allerdings ist die Erhaltung des hier beschriebenen Exemplares zu schlecht für eine eindeutige Zuordnung, zumal es sich bei *L. (L.) rencurelensis* um eine relativ seltene Art handelt, auf die in einigen neueren und umfangreicheren Arbeiten über Leymeriellen (SEITZ 1930, CASEY 1937, SABELIEV 1973) nicht näher eingegangen wird. Eine Verwechslung ist insbesondere mit *L. (L.) recticostata* SABELIEV 1973 möglich.

Verbreitung: *L. (L.) rencurelensis* ist bisher nur aus Frankreich beschrieben worden und beschränkt sich nach JACOB (1907a: 311) auf das basale Alb (*tardefurcata*-Zone). *L. (L.) recticostata* wurde von SABELIEV (1973: 217) ebenfalls aus der *tardefurcata*-Zone beschrieben.

Unterordnung Ancyloceratina WIEDMANN 1966

Überfamilie Douvilleicerataceae PARONA & BONARELLI 1897

Familie Douvilleiceratidae PARONA & BONARELLI 1897

Unterfamilie Douvilleiceratinae PARONA & BONARELLI 1897

Gattung *Douvilleiceras* DE GROSSOUVRE 1894

Douvilleiceras aequinodum (QUENSTEDT 1849)

(Taf. 2 Fig. 6)

1962 *Douvilleiceras mammillatum* (SCHLOTHEIM) var. *aequinodum* (QUENSTEDT) – CASEY, S. 271, Taf. 90, Fig. 5; Taf. 91, Fig. 5–7; Taf. 92, Fig. 10a–b; Abb. 94a–c, Abb. 95a–b, Abb. 102d, Abb. 103a–b.

Material: 1 Exemplar (BSP 1958 I 260)

Beschreibung: Das unverdrückte Exemplar umfaßt eine knappe halbe Windung. Der Durchmesser beträgt etwa 55 mm, der Querschnitt ist breit gerundet.

Die Skulptur besteht einheitlich aus 13 kräftigen geraden Einzelrippen. Sie sind scharf abgesetzt und auf der breiten Externseite wulstartig verdickt. Der Abstand zwischen den Rippen beträgt etwas mehr als eine Rippenstärke. Die Rippen sind vielfach eingekerbt, was das Bild zahlreicher clavater

Knoten ergibt, pro Rippe sind es etwa 14 solcher „Knoten“. In der Mitte der Externseite ist in die Rippen jeweils eine breitere und tiefere Kerbe eingesenkt, so daß der Eindruck einer medianen Furche entsteht.

Die Lobenlinie ist nicht zu erkennen.

Beziehungen: Querschnitt und Skulptur kennzeichnen das Stück eindeutig als *Douvilleiceraten*.

Die scharf ausgeprägten Rippen, die Rippendichte und die sehr gleichmäßig ausgebildeten Knoten stimmen am besten mit *D. aequinodum* überein. Diese Form wird von CASEY (1962) lediglich als Unterart („Varietät“) der Typusart, *D. mammillatum* (SCHLOTHEIM 1813), betrachtet. Die tatsächlich engsten Beziehungen bestehen aber nicht zu *D. mammillatum*, sondern vielmehr zu *D. monile* (J. SOWERBY 1816), was den eigenständigen Charakter von *D. aequinodum* unterstreicht. *D. aequinodum* wird hier deshalb als eigene Art betrachtet.

Gegenüber *D. monile* zeichnet sich *D. aequinodum* durch die deutlicher ausgeprägten Rippen und eine schmalere mediane Einkerbung aus.

Von *D. mammillatum* unterscheidet sich *D. aequinodum* durch die schmäleren Rippen, die größere Rippenzahl/Windung und die schwächer ausgebildeten Lateralknoten.

Verbreitung: *D. aequinodum* ist bisher nur aus dem oberen Unteralb (*mammillatum*-Zone) von England und Frankreich bekannt.

Überfamilie Deshayesitaceae STOYANOW 1949

Familie Parahoplitidae SPATH 1922

Unterfamilie Acanthohoplitinae STOYANOW 1949

Gattung *Hypacanthoplites* SPATH 1923

Hypacanthoplites newingtoni CASEY 1965

(Taf. 2 Fig. 1)

1965 *Hypacanthoplites newingtoni* CASEY, S. 443, Taf. 75, Fig. 1–2, Abb. 165.

Material: 1 Exemplar (BSP 1956 I 206)

Beschreibung: Das relativ gut erhaltene Exemplar ist nur wenig verdrückt und umfaßt knapp $1\frac{1}{4}$ Windungen des Phragmokons. Es besitzt folgende Abmessungen:

D	Wh	Wb	Wh/Wb	Nw
175	68 (0.39)	–	–	55 (0.31)
–	47	31	1.52	–

Die Aufrollung ist mäßig involut, die letzte Windung umfaßt die vorhergehende zu etwa $\frac{1}{3}$.

Der Querschnitt ist deutlich hochmündig, die Nabelkante gerundet, die Nabelwand steil. Die Flanken sind zunächst abgeflacht und konvergieren etwas zur Externseite hin, ab einem Durchmesser von ca. 130 mm sind sie flach gewölbt, mit der größten Breite etwa auf der Flankenmitte. Die breite Externseite ist abgeflacht.

Die Skulptur besteht aus einem regelmäßigen Wechsel von Haupt- und Zwischenrippen. Die Hauptrippen setzen mit einer leichten Anschwellung an der Umbilikalante ein, ver-

laufen ziemlich gerade über die Flanken und queren die Externseite ebenfalls gerade und ohne Unterbrechung. In späteren Stadien können diese Rippen ventro-lateral schwache Verdickungen aufweisen. Die letzte Windung besitzt etwa 26 Hauptrippen.

Die kürzeren Zwischenrippen unterscheiden sich in der Stärke nicht von den Hauptrippen und queren ebenfalls die Externseite. Sie setzen zunächst hoch auf der Flanke ein, der Punkt ihres Einsetzens verschiebt sich in späteren Stadien nach unten zur Flankenmitte.

Von der Lobenlinie sind nur wenige Details zu erkennen, auffallend ist dabei, daß sich breite, niedrige Sättel an den Externlobus anschließen.

Beziehungen: Aufrollung, Querschnitt und Skulptur des beschriebenen Exemplares stimmen gut mit der Gattung *Hypacanthoplites* überein. Die relativ feine Skulptur der Innenwindung weist nach ARIAS & WIEDMANN (1977: 8) auf einen Vertreter des höheren Apt hin.

Die beste Übereinstimmung besteht mit *H. newingtoni*. Wie aus der Synonymieliste CASEY'S (1965: 443) hervorgeht, hat dieser seine neue Art zunächst als *Acanthoplites*, später als *Parahoplites* betrachtet, bevor er sie dann zur Gattung *Hypacanthoplites* stellte.

Die engsten Beziehungen besitzt *H. newingtoni* zu *H. shepherdii* CASEY 1965. Im Gegensatz zu *H. newingtoni* ist bei *H. shepherdii* die Aufrollung aber involuter, und zudem verschwindet die Abflachung der Externseite im Verlauf der Ontogenese; auf den äußeren Windungen ist die Externseite gleichmäßig gewölbt.

Verbreitung: *H. newingtoni* ist bisher nur aus dem obersten Apt (*jacobi*-Zone) von England bekannt.

Überfamilie Turrilitaceae GILL 1871

Familie Anisoceratidae HYATT 1900

Gattung *Anisoceras* PICTET 1854

Untergattung *A. (Anisoceras)* PICTET (1854)

Anisoceras (Anisoceras) cf. *pseudopunctatum* PICTET & CAMPICHE 1861
(Taf. 2 Fig. 3)

Material: 1 Exemplar (BSP AS I 877)

Beschreibung: Das 30 mm lange Fragment eines heteromorphen Ammoniten umfaßt einen fast gestreckten Schaft mit Ansatz der Anfangsspirale und des Hakens.

Der Querschnitt ist hochoval, die Höhe des Schaftes nimmt rasch zu. Die Skulptur besteht aus einfachen prorsiradiaten Rippen, die auf der Internseite abgeschwächt sind, die Externseite jedoch ohne Unterbrechung zu queren scheinen. Vereinzelt treten am und nahe beim Haken auch Gabelrippen auf.

Die Beknotung ist nur schwer zu erkennen, doch scheinen auf dem Schaft in etwas unregelmäßigem Abstand den Rippen kleine Lateral- und Marginalknötchen aufzusitzen.

Die Lobenlinie ist nicht zu erkennen.

Beziehungen: Die paarig angelegten Knoten verweisen auf die Gattung *Anisoceras*. Die sehr einförmige Berippung stimmt am besten mit der nur sehr wenig bekannten Art *A. (A.) pseudopunctatum* überein. Beim Lectotyp dieser Art (PICTET & CAMPICHE 1861: Taf. 52, Fig. 1) trägt allerdings jede Rippe des Schaftes Lateral- und Marginalknötchen, was bei dem vorliegenden Stück mit Sicherheit nicht der Fall ist. Auch fehlen diesem die von WIEDMANN & DIENI (1968: 72f) für die Art beschriebenen Duplikaturen und Anschwellungen der Rippen.

Zweifellos besitzt *A. (A.) pseudopunctatum* eine nicht unbeträchtliche Variabilität, deren Ausmaß aber erst genauer bekannt sein müßte, um eine exakte Zuordnung des vorliegenden Stückes zu rechtfertigen.

Verbreitung: *A. (A.) pseudopunctatum* ist bisher aus dem obersten Alb (Vracon) der Schweiz und Sardinien beschrieben worden.

DANKSAGUNG

Die Autoren danken ganz herzlich den Herren Prof. Dr. D. HERM und Prof. Dr. H. HAGN für ihre großzügige Förderung der durchgeführten Arbeiten und anregende Diskussion der Ergebnisse. Die Dünnschliffe stellten die Herren H. MERTEL und G. ROTH her, die Reinzeichnungen der Abb. 2 und 3 verdanken wir Herrn N. ADAM und die Fotoarbeiten wurden von Herrn F. HOCK mit Sorgfalt durchgeführt. Herrn Dipl.-Geol. G. GEBHARD, Tübingen, danken wir für die freundliche Mitteilung seiner neuen Ammonitenfunde, die die Stratigraphie klären halfen.

LITERATURVERZEICHNIS

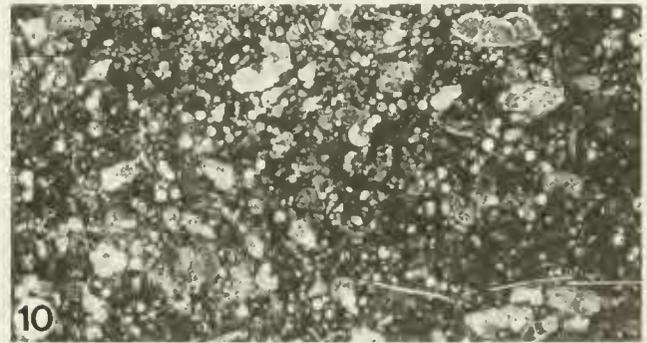
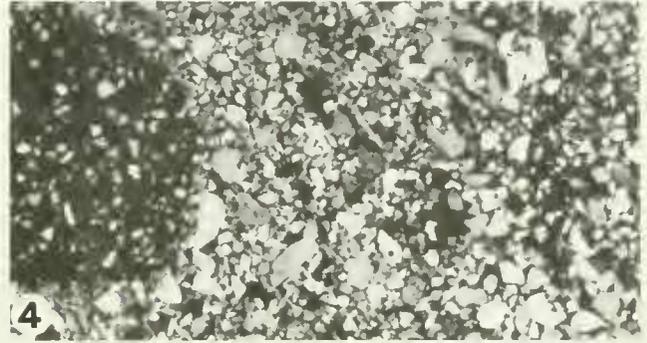
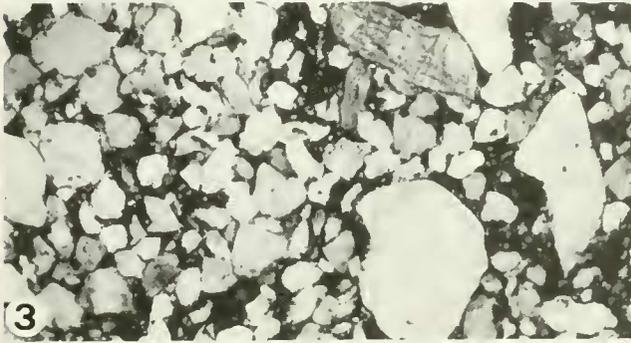
- ARIAS, C. & WIEDMANN, J. (1977): Ammoniten und Alter der Utrillas-Schichten (Mittelkreide) in der östlichen Provinz Albacete, SE Spanien. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., Jg. 1977/1: 1–14, 4 Abb.; Stuttgart.
- Atlas de foraminifères planctoniques du Crétacé moyen (Mer boréale et téthys). – Cahiers de Micropaléontologie 1979/1: 1–185, 6 Abb., 1 Tab., Taf. 1–39; Paris.
- BETTENSTÄEDT, F. (1958): Zur stratigraphischen und tektonischen Gliederung von Helvetikum und Flysch in den Bayerischen und Vorarlberger Alpen auf Grund mikropaläontologischer Untersuchungen. – Z. dt. geol. Ges., 109: 566–592, 1 Abb., 3 Tab.; Hannover.
- BENNISON, G. M. & WRIGHT, A. E. (1969): The Geological History of the British Isles. – I–X, 1–406, zahlreiche Abb. und Tab.; London (Arnold).
- BOLLI, H. (1945): Zur Stratigraphie der Oberen Kreide in den höheren helvetischen Decken. – Eclogae geol. Helv., 37: 217–329, 6 Abb., Taf. 9; Basel.
- CASEY, R. (1960–1980): A monograph of the Ammonoidea of the Lower Greensand. – Palaeontogr. Soc. Monogr., 660 S., 254 Abb., 112 Taf.; London.
- FÖRSTER, R. (1975): Die geologische Entwicklung von Süd-Mozambique seit der Unterkreide und die Ammoniten-Fauna von Unterkreide und Cenoman. – Geol. Jb., B 12: 3–324, 81 Abb., 2 Tab., 17 Taf.; Hannover.

- GUMBEL, K. W. (1856): Der Grünten. Eine geognostische Skizze. – 1–20, 2 Taf.; München (Palm).
- HAGN, H. (Hrsg.) (1981): Die Bayerischen Alpen und ihr Vorland in mikropaläontologischer Sicht. – Geol. Bavar., 82: 1–408, 70 Abb., 7 Tab., 13 Taf.; München.
- HAUSSLER, H. (1972): Geologische Neubearbeitung des Grüntenhelvetikums unter besonderer Berücksichtigung der Gebirgsmechanik und Tektonik. – 127 S., 20 Abb., 24 Fotos, 20 Tab., 13 Taf., 5 Beil. – Unveröff. Dip.-Arb. TU München.
- HEIM, ARN. (1919): Zur Geologie des Grünten im Allgäu. – Vierteljahrsschr. naturforsch. Ges. Zürich, 64: 458–486, 14 Abb.; Zürich.
- & SEITZ, O. (1934): Die Mittlere Kreide in den helvetischen Alpen von Rheintal und Vorarlberg und das Problem der Kondensation. – Denkschr. Schweiz. Naturforsch. Ges., 69: I–XI, 185–310, 35 Abb., 3 Taf.; Zürich.
- HEINZ, R. (1928): Über die bisher wenig beachtete Skulptur der Inoceramen-Schale und ihre stratigraphische Bedeutung. – Mitt. Min. Geol. Staatsinst. Hamburg, 10: 1–39, 5 Abb., Taf. 1–3; Hamburg.
- HERB, R. (1962): Geologie von Amden. – Beitr. geol. Kt. Schweiz, N. F., 114: I–XV, 1–130, 23 Abb., 4 Tab., 3 Taf.; Bern.
- HÖPFNER, B. (1962): Bemerkungen zur Paläogeographie und Tektonik des Helvetikums zwischen Iller und Lech. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F. 44: 93–109, 4 Abb.; Stuttgart.
- JACOB, CH. (1907a): Etudes paléontologiques et stratigraphiques sur la partie moyenne des terrains crétacés dans les Alpes françaises et les régions voisines. – Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble, 8: 280–590, 14 Abb., 6 Taf.; Grenoble.
- (1907b): Etudes sur quelques ammonites du Crétacé moyen. – Mém. Soc. géol. France, 15/38: 1–63, 44 Abb., Taf. 11 (1)–19 (9); Paris.
- KOHLER, E. E. & HAUSSLER, H. (1978): Zur Entstehung von Phosphorit- und Glaukonitvorkommen der Mittel- und Oberkreide im Helvetikum des Allgäu. – Geol. Jb., A 46: 69–91, 4 Abb., 6 Tab., 1 Taf.; Hannover.
- LANGE, H. (1968): Neue Ergebnisse über das Alter der Lochwaldschichten der helvetischen Zone in der Wertachenge (Allgäu). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1968: 164–173, 1 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- NEWELL, N. D. (1969): Family Inoceramidae Giebel, 1852. – In: MOORE, R. C. (Hrsg.) Treatise on Invertebrate Paleontology, Part N, Mollusca 6/1, N314–N321, Abb. C46–C49; Lawrence, Kansas.
- PARKINSON, J. (1819): Remarks on the Fossils collected by Mr. Williams Phillips near Dover and Folkestone. – Trans. geol. Soc. London, ser. 1, 5; London.
- PICTET, F.-J. (1847): Description des mollusques fossiles qui se trouvent dans les grès verts des environs de Genève. Première classe. Céphalopodes. – Mém. Soc. Phys. Hist. nat. Genève, 11/2: 265–412, Taf. 1–15; Genf.
- & CAMPICHE, G. (1858–1864): Description des fossiles du terrain crétacé des environs de Sainte-Croix. Seconde partie. Description des fossiles. – Mat. Paléont. Suisse, (2): 29–380, Taf. 1–43 (pt. I, 1858–1860), (3): 1–752, Taf. 44–98 (pt. II, 1861–1864); Genf.
- & RENEVIER, E. (1854–1858): Description des fossiles du terrain aptien de la Perte du Rhône et des environs de Sainte-Croix. – Mat. Paléont. Suisse, 184 S., 1 Tab., 23 Taf.; Genf.
- REINECK, H.-E. & SINGH, J. B. (1975): Depositional Sedimentary Environments. – I–XVI, 1–439, 579 Abb. (Korr. Nachdruck d. 1. Aufl.); New York–Heidelberg–Berlin (Springer).
- REISER, K. A. (1922): Geologie der Hindelanger und Pfrontener Berge im Allgäu. – Geogn. Jh., 33: 57–198, 1 Abb.; München.
- RICHTER, M. (1960): Ergebnisse neuer Untersuchungen im Helvetikum des Vorarlberg und Allgäu. – Abh. dt. Akad. Wiss. Berlin, Kl. III, 1960/1: 77–94, 13 Abb.; Berlin.
- (1966): Allgäuer Alpen. – Slg. geol. Führer, 45: I–XVI, 1–189, 52 Abb., 1 geol. Kt.; Berlin (Borntraeger).
- SALAJ, J. (1980): Microbiostratigraphie du Crétacé et du Paléogène de la Tunisie septentrionale et orientale (Hypostratotypes tunisiens). – 240 S., 63 Abb., 12 Tab., 64 Taf.; Bratislava.
- SAVELIEV, A. A. (1973): Stratigraphie und Ammoniten des Unteralt von Mangyschlak. – Trud. Vses. Neft. N. – Issl. Geol. Inst., 323: 339 S., 2 Tab., 44 Taf.; Leningrad (in Russisch).
- SCHOLZ, G. (1978): Die Lochwaldschicht zwischen Kühberg (an der Wertach) und Pfronten im Allgäu. – Mitt. Bayer. Staatslg. Paläont. hist. Geol., 18: 29–37, 2 Abb.; München.
- (1979): Die Ammoniten des Vracon (Oberalt, dispar-Zone) des Bakony-Gebirges (Westungarn) und eine Revision der wichtigsten Vracon-Arten der westmediterranen Faunenprovinz. – Palaeontographica, A 165: 136 S., 41 Abb., 30 Taf.; Stuttgart.
- SCHWERD, K., EBEL, R. & JERZ, H. (1983): Geologische Karte von Bayern 1:25000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8427 Immenstadt. – München (Bayer. Geol. Landesamt).
- SEIBERTZ, E. (1979): Probleme der Turon-Gliederung Nordeuropas (Oberkreide im überregionalen Vergleich). – Newsl. Stratigr., 7: 166–170, 2 Abb.; Berlin-Stuttgart.
- SEITZ, O. (1935): Die Variabilität von *Inoceramus labiatus* v. SCHLOTH. – Jb. preuß. geol. L.-A., 55/1: 429–474, 9 Abb., 9 Diagramme, Taf. 36–40; Berlin.
- (1956): Über Ontogenie, Variabilität und Biostratigraphie einiger Inoceramen. – Paläont. Z., 30 (Sdh.): 3–6, 1 Tab.; Stuttgart.
- SEYED-EMAMI, K. (1980): *Leymeriella* (Ammonoidea) aus dem unteren Alb von Zentraliran. – Mitt. Bayer. Staatslg. Paläont. hist. Geol., 20: 17–27, 1 Abb., Taf. 2–3; München.
- TROGER, K.-A. (1967): Zur Paläontologie, Biostratigraphie und faziellen Ausbildung der unteren Oberkreide (Cenoman bis Turon). Teil 1 Paläontologie und Biostratigraphie der Inoceramen des Cenoman bis Turon Mitteleuropas. – Abh. Staatl. Mus. Min. Geol., 12: 13–207, 31 Abb., 14 Taf., 43 Anl.; Dresden.
- WEIDICH, K. F. (i. Vorb.): Das Helvetikum-Profil im Steinbruch „An der Schanz“ bei Burgberg/Allgäu: Die Foraminiferenfauna der Knollen-Schichten, der Überturriliten-Schicht und des Seewerkalks.
- WEISS, W. (1980): Feinstratigraphie des Cenoman und des Turon mit planktonischen Foraminiferen. – Ein Korrelationsversuch Boreal-Norddeutys. – I–VI, 1–174, 7 Abb., 20 Taf.; Diss. Univ. Tübingen.
- (1982): Planktonische Foraminiferen aus dem Cenoman und Turon von Nordwest- und Süddeutschland. – Palaeontographica, A 178, 49–108, 9 Abb., 6 Taf.; Stuttgart.
- WIEDMANN, J. (1962): Unterkreide-Ammoniten von Mallorca. 1. Lieferung: *Lytoceras*, *Aptychi*. – Akad. Wiss. Lit. Mainz., Abh. math.-nat. Kl., Jg. 1962/1: 1–148, Abb. 1–36, Tab. 1, Taf. 1–10; Mainz.
- & DIENI, I. (1968): Die Kreide Sardiniens und ihre Cephalopoden. – Paleontographica Italica, 114: 171 S., 101 Abb., 3 Tab., 18 Taf.; Pisa.
- WONDERS, A. A. H. (1978): Phylogeny, classification and biostratigraphic distribution of keeled Rotaliporinae. – Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch., B 81: 113–144, 6 Abb., 1 Tab., 5 Taf.; Amsterdam.
- (1979): Middle and Late Cretaceous pelagic sediments of the Umbrian Sequence in the Central Apennines. – Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch., B 82: 171–205, 5 Abb., 13 Taf.; Amsterdam.
- (1980): Middle and Late Cretaceous planktonic foraminifera of the Western Mediterranean area. – Utrecht Micropaleont. Bull., 24: 1–157, 43 Abb., 10 Taf.; Utrecht.
- WOODS, H. (1911): A monograph of the Cretaceous Lamellibranchia of England, 2/7: 261–284, Abb. 29–40, Taf. 45–50; London.
- (1912a): A monograph of the Cretaceous Lamellibranchia of England, 2/8: 285–340, Abb. 41–97, Taf. 51–54; London.
- (1912b): The evolution of *Inoceramus* in the Cretaceous period. – Quart. J. Geol. Soc. London, 68: 1–19, 94 Abb., 2 Tab.; London.

Tafel 1

Fig. 1–5, 7–10: Sattelsüdflanke, Fig. 6: Sattelnordflanke. Alle Fig. $\times 20$.

- Fig. 1. Brisandstein: Detritischer, unterschiedlich gerundeter Quarz (grau) mit Korn-zu-Korn-Bindungen und tonig-karbonatischem Bindemittel (schwarz).
(BSP G 3551a/82)
- Fig. 2. Durchschlägi-Schicht: Fein- bis grobsandiger, unterschiedlich gerundeter Quarz und Glaukonit (grau) in tonig-karbonatischem Bindemittel (schwarz); am linken Bildrand sowie links unter dem größten Quarzkorn Phosphorit (schwarz), zum Teil mit eingeschlossenem Quarz und Glaukonit.
(BSP G 3550a/82)
- Fig. 3. Flubrig-Schicht: Schlecht sortierter, eckiger bis gut gerundeter, fein- bis grobkörniger Quarz und Glaukonit (grau) in tonigkalkigem Bindemittel (schwarz).
(BSP G 3549a/82)
- Fig. 4. Twirren-Schichten (basaler Teil): Unterschiedlich gerundeter, detritischer Quarz und Glaukonit in kalkig-tonigem Bindemittel (schwarz); im linken Bildteil Phosphoritknolle mit eingeschlossenem Quarz und Glaukonit.
(BSP G 3548a/82)
- Fig. 5. Twirren-Schichten (oberer Teil): sehr schlecht sortierter Quarzdetritus und Glaukonit (grau) in kalkig-tonigem Bindemittel (schwarz); im linken und rechten unteren Bildteil Phosphorit (schwarz) mit eingeschlossenem Quarz und Glaukonit.
(BSP G 3547a/82)
- Fig. 6. Twirren-Schichten (Sattelnordflanke): Ausbildung ähnlich Fig. 4.
(BSP G 3552a/82)
- Fig. 7. Lochwald-Schicht: Detritischer Quarz (weiß und hellgrau) und Glaukonit (dunkelgraue, größere Körner) in kalkig-tonigem Bindemittel (dunkelgrau bis schwarz); am linken Bildrand und rechts in der Mitte Phosphorit (fleckig dunkelgrau) mit eingelagertem Quarz, Glaukonit und Fossilresten (Filamente und Hedbergellen).
(BSP G 3544a/82)
- Fig. 8. Knollen-Schichten: Detritischer Quarz (weiß und hellgrau) und Glaukonit (dunkelgrau) in kalkig-tonigem Bindemittel; besonders in der rechten Bildhälfte (kalkreicheres Bindemittel) gehäuft Foraminiferen neben Calcisphaeren.
(BSP G 3531a/82)
- Fig. 9. Überturriliten-Schicht: Fossilreicher, pelagischer Biomikrit, im oberen Bilddrittel grobkörniger und glaukonitreicher; in der rechten unteren Bildecke kreisförmiger, quergeschnittener Freßgang mit detritischem Quarz.
(BSP G 3525a/82)
- Fig. 10. Seewerkalk: Fossilreicher (vorwiegend Foraminiferen und Calcisphaeren), pelagischer Biomikrit.
(BSP G 3499a/82)



Tafel 2

- Fig. 1. *Hypacanthoplites newingtoni* CASEY 1965
a: Lateralansicht
b: Ventralansicht
BSP 1956 I 206, $\times \frac{1}{2}$
- Fig. 2. *Kossmatella romana* WIEDMANN 1962
a: Lateralansicht
b: Ventralansicht
BSP 1982 I 80, nat. Größe
- Fig. 3. *Anisoceras* (*Anisoceras*) cf. *pseudopunctatum* PICTET & CAMPICHE 1981
BSP AS I 877, nat. Größe
- Fig. 4. *Leymeriella* (*Leymeriella*) cf. *tardefurcata* (LEYMERIE in D'ORBIGNY 1841)
BSP 1963 I 278, nat. Größe
- Fig. 5. *Cymatoceras neckerianum* (PICTET 1847)
BSP 1950 I 93, $\times \frac{1}{2}$
- Fig. 6. *Douvilleiceras aequimodum* (QUFNSTEDT 1849)
a: Lateralansicht
b: Ventralansicht
BSP 1958 I 260, nat. Größe
- Fig. 7. *Inoceramus inconstans* WOODS 1912
Seewerkalk (Coniac)
BSP 1982 I 35, nat. Größe
- Fig. 8. *Inoceramus* cf. *lamarcki* PARKINSON 1819
Seewerkalk (unteres Mitteluron)
BSP 1979 I 163, nat. Größe
- Fig. 9. *Inoceramus concentricus* PARKINSON 1819
Wahrscheinlich Lochwald-Schicht (Oberalb-Tiefes Cenoman)
BSP 1963 I 389, nat. Größe
- Fig. 10. Hartgrund an der Grenze Knollen-Schichten (kn)/Überturriliten-Schicht (üt) mit einem Bohrgang, nat. Größe

